

熱帯低気圧に伴う風速場の予測手法に関する研究

Prediction of Tropical Cyclone Induced Wind Fields

種本 純^{*1}
Jun TANEMOTO

石原 孟^{*2}
Takeshi ISHIHARA

^{*1} Graduate Student, Department of Civil Engineering, The University of Tokyo, 7-3-1 Hongo Bunkyo Tokyo, 113-8656, Japan, Fax:+81-3-5841-1147, E-mail: tanemoto@bridge.t.u-tokyo.ac.jp

^{*2} Professor, Department of Civil Engineering, The University of Tokyo

Abstract

Prediction methods for tropical cyclone induced wind fields by using mesoscale model and JMA best track of tropical cyclones are proposed. A tropical cyclone database is produced by using JMA best track and NCEP/NCAR Reanalysis Project data. It is found that the identification rate of tropical cyclone parameters in present database is higher than that in previous one, which was produced by the measured surface pressures at weather stations. Predicted wind speeds obtained from present database and previous one show good agreement with measurement. A combined wind field model is proposed to predict tropical cyclone induced wind fields, in which mesoscale model and typhoon model are used. Underestimations of wind speeds caused by mesoscale model at the tropical cyclone center and those by typhoon model at the outside region are improved by the proposed model.

キーワード：熱帯低気圧に伴う風速場，メソスケールモデル，気象庁ベストトラック
Key Words : Tropical cyclone induced wind field, Mesoscale model, JMA best track

1. はじめに

洋上風車の構造設計に必要な極値風速及びその風速場によりもたらされる極値波高を評価するために、熱帯低気圧に伴う風速場を高精度に求める必要がある。これまでに数値シミュレーションにより極値風速を求める手法が提案されている。Larsén et al.¹⁾はデンマーク周辺において温帯低気圧による極値風速の予測にメソスケールモデルを適用し、観測値とよく一致する結果を示したが、Yamaguchi et al.²⁾はメソスケールモデルにより熱帯低気圧を予測し、観測値と比較することにより、メソスケールモデルにより予測した年最大風速が過小評価されることを示した。熱帯低気圧の風速場の予測手法として、台風モデルが提案されている（例えば、石原³⁾、光田⁴⁾）。この手法では熱帯低気圧の風速場を地上気圧の観測データから予測し、熱帯低気圧の中心付近の風速を精度よく予測できるが、熱帯低気圧の中心から離れた場所での風速を過小評価する可能性がある。また、台風モデルにより熱帯低気圧の風速場を求めるには最大旋衡風速半径、周辺気圧の2つの熱帯低気圧のパラメータ（以降、熱帯低気圧パラ

メータ又はパラメータと記す）を同定する必要があるが、これらはMitsuta et al.⁵⁾により提案された気象台における地上気圧の観測データを用いる手法で同定されている（例えば、光田⁴⁾、大熊⁶⁾）ため、地上気圧の観測データがほとんど得られない洋上では熱帯低気圧パラメータの同定率が低下し、熱帯低気圧の風速場を求めることができない場合もある。

石原⁷⁾は、洋上においても台風モデルによる風速場を求められるようにするために、天気図の等圧線を観測値と見なして熱帯低気圧パラメータを同定する手法を開発した。この手法では熱帯低気圧の中心から半径500km以内において気象台の気圧観測データに加え、天気図から読み取った等圧線データも使用した。これにより陸から離れた洋上においてもパラメータの同定が可能となり、洋上におけるパラメータの同定率が格段に向上したが、熱帯低気圧の中心から半径500km以内に気象台の気圧観測値と天気図の等圧線の数が合計5つ以上という規定を設けたため、洋上においては熱帯低気圧パラメータが同定されないケースが残る。

そこで、本研究では、まず気象庁ベストトラックと全球気象再解析データを用いて熱帯低気圧のパラメータに関するデータベースを構築し、石原⁷⁾の手法により構築された従来のデータベースと比較することにより、熱帯低気圧のパラメータの同定率の違いを明らかにする。次に、メソスケールモデルと台風モデルを利

*1 東京大学大学院工学系研究科大学院生
(〒113-8656 東京都文京区本郷 7-3-1)

E-mail:tanemoto@bridge.t.u-tokyo.ac.jp

*2 東京大学大学院工学系研究科教授
(原稿受付： 年 月 日)

用した熱帯低気圧の風速場の予測モデルを提案し、熱帯低気圧の風速の観測データと比較することにより、従来のメソスケールモデルと台風モデルを単独に用いた場合と本研究で提案した合成モデルを用いた場合の予測精度を評価する。

2. 熱帯低気圧データベースの構築

熱帯低気圧は、気象学的な定義に従えば中緯度に進むにつれてその構造が温度傾度を持つように変化し、温帯低気圧に変わる。一方、風工学分野では、年最大風速の統計値に影響を与えるイベントとして熱帯低気圧を捕え、台風経路情報などから得られる接近距離や中心気圧に閾値を設け、熱帯低気圧によりもたらされた風速とそれ以外の季節風とを区別する。本研究では、これまで風工学分野で構築されてきたシミュレーション手法に活用できるように、気象庁ベストトラックに記録されたデータの全てを熱帯低気圧によるものと定義し、データベースの構築を行う。

本研究では熱帯低気圧データベースを構築するために、気象庁ベストトラックと全球再解析データである National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP / NCAR) Reanalysis Project (以降、NNRP) を用いた。本研究で用いる同定手法では、気象庁の地上気圧の観測データを使用しないため、洋上においても熱帯低気圧のパラメータを同定することが可能である。

熱帯低気圧の地上気圧の分布 $P(r)$ は、Schloemer⁹⁾ の式により表すことができる。

$$\frac{P(r) - P_C}{P_\infty - P_C} = \exp\left(-\frac{R_m}{r}\right) \quad (1)$$

ここで、 r は熱帯低気圧の中心からの距離、 P_C は気象庁ベストトラックから得られる中心気圧である。最大旋衡風速半径 R_m 、周辺気圧 P_∞ は未知であり、本研究ではこれらを気象庁ベストトラックと全球再解析データを用いて求める。

式(2)に、気象庁ベストトラックの風速 15m/s を表す半径 R_{15} と熱帯低気圧の影響を受けなくなる半径 R_B の関係を表す柏木¹⁰⁾ の経験式を示す。

$$V_{15} R_{15} + \frac{1}{2} f R_{15}^2 = \frac{1}{2} f R_B^2 \quad (2)$$

ここで、 f はコリオリパラメータ、 V_{15} は R_{15} における風速 (15m/s) である。気象庁ベストトラックには風速 15m/s の領域を表す広い半円と狭い半円が記録されているが、本研究では大野木と上野¹¹⁾ の研究に従い 2 つの半径を平均して R_{15} を求め、式(2)から熱帯低気圧

の影響を受けなくなる半径 R_B を求めた。

R_B における地上気圧 P_B が分かれば、式(1)から式(3)が導出される。さらに、 R_{15} における傾度風速 $V_g = V_{15}$ (15m/s) とすると、式(4)が得られる。この 2 つの式から 2 つの未知数である R_m と P_∞ が求まる。

$$P(r) = P_C + (P_\infty - P_C) \exp\left(-\frac{R_m}{r}\right) \Bigg|_{r=R_B} = P_B \quad (3)$$

$$V_g(r) = \frac{1}{2} \left[-fr + \sqrt{(fr)^2 + \frac{4r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}} \right] \Bigg|_{r=R_{15}} = V_{15} \quad (4)$$

ここで、 ρ は大気密度である。本研究では最大旋衡風速半径 R_m の初期値を 1m に設定し、10m 刻みで R_m を大きくしていきながら、 $V_g = 15 \pm 0.1 \text{ m/s}$ となった時の最大旋衡風速半径 R_m と周辺気圧 P_∞ を求めた。

本研究で用いる全球再解析データの水平解像度は $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ と粗いため、3章で示す水平解像度 10km x 10km で計算したメソスケールモデル WRF¹²⁾ (Weather Research and Forecasting Model) の海面気圧を用いて同定したパラメータと比較検証した。ここでは、2000 年から 2009 年までの 10 年間で銚子地方気象台及び宮古島地方気象台から半径 500km を通過した熱帯低気圧について、最接近時のパラメータを比較検証した。Fig. 1 に、メソスケールモデルと全球再解析値を用いて同定したパラメータの比較を示す。全球再解析データの海面気圧は予め $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ に線形内挿して、 R_B の内外 5km の円周上にある格子点値を平均することにより P_B を求めた。Fig.1 から、2 つの海面気圧データを用いて同定したパラメータ間の違いは殆ど無いことがわかる。

以上より、本研究では、全球再解析データ用いて P_B を求め、気象庁ベストトラックの R_{15} が活用できる 1977 年から 2007 年までの熱帯低気圧について上記手法により 6 時間毎の最大旋衡風速半径、周辺気圧を同定した。気象庁ベストトラックに記録された中心位置、中心気圧に加え、本研究により同定した周辺気圧、最

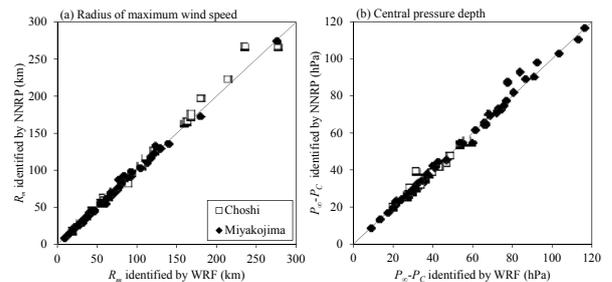


Fig. 1 Comparison of tropical cyclone parameters identified by global reanalysis data (NNRP) and mesoscale model (WRF).

大旋衡風速半径のデータをまとめ、さらにこれらのデータをスプライン補間により 10 分毎の値に内挿してデータベース化した。

1977 年から 2007 年までの熱帯低気圧について、石原の手法⁷⁾により構築された熱帯低気圧データベースと、本研究により構築した熱帯低気圧データベースにおけるパラメータの同定率を Fig. 2 に 1°x1°毎に示す。本研究では、熱帯低気圧の中心気圧が 985hPa 以下となった時刻に、最大旋衡風速半径、周辺気圧が同定できた割合を同定率として定義する。従来のデータベースでは日本列島から離れた場所で同定率が 50%以下となる場所が多く見られるのに対して、本研究により構築したデータベースでは、同定率が大きく改善されている。特に北緯 30 度以南では 90%以上の高い同定率を示している。また、本研究で構築したデータベースでは高緯度になるにつれて同定確率が低下していることがわかる。これは、熱帯低気圧の勢力が弱まるにつれ、風速 15m/s の領域が消滅したためである。

Table 1 には、1977 年から 2007 年まで、銚子地方気象台及び宮古島地方気象台を中心とした半径 500km 以内を通過し、中心気圧が 985hPa 以下となった熱帯低気圧の各気象台への最接近時にパラメータが同定できた数を示す。銚子地方気象台では最接近時に同定でき

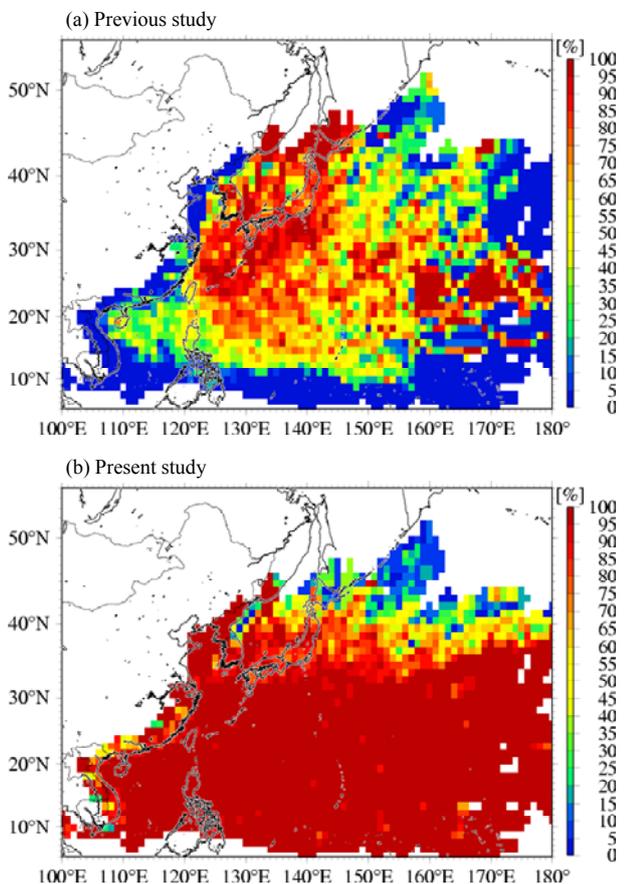


Fig. 2 Identification rates of tropical cyclone parameters.

Table 1 Comparison of the number of identified tropical cyclones at Choshi and Miyakojima stations.

	Identified number (ratio)		Total passed number
	Previous study	Present study	
Choshi	68 (76.4%)	68 (76.4%)	89
Miyakojima	111 (68.9%)	154 (95.7%)	161

た熱帯低気圧の数は従来のデータベースと同じであるが、本州から離れた宮古島においては、従来のデータベースの同定率は 68.9%であるのに対して、本研究で構築したデータベースでは 95.7%と高い同定率を示している。

Fig. 3 には熱帯低気圧の中心気圧による同定率の変化を示す。従来のデータベースでは中心気圧が 890hPa の熱帯低気圧においてもパラメータが同定できなかったケースがあったが、本研究により構築したデータベースでは、中心気圧 930hPa 以下の熱帯低気圧の同定率は 100%である。また、従来のデータベースは中心気圧が高くなるにつれ、同定率が著しく低下している。これは、石原の手法を用いる場合に、気象台の観測データを利用できない洋上において同定する対象となる熱帯低気圧は天気図の等圧線の数から決まるが、中心気圧が高い熱帯低気圧では中心から半径 500km 以内における等圧線の数に満たないことがあり、同定する対象から外れるためである。中心気圧が 980hPa の場合には、従来のデータベースの同定率は 30%程度であるのに対して、本研究により構築したデータベースの同定率は 80%以上の高い同定率を示している。

従来のデータベース及び本研究で構築したデータベースにより予測した熱帯低気圧の地上風速と観測風速の比較の一例を Fig. 4 に示す。ここでは石原ら³⁾の台風モデルを用いて、傾度風から地上風への変換を行った。観測値との比較方法の詳細は 3 章で説明する。本研究で構築したデータベースにより予測した風速は、

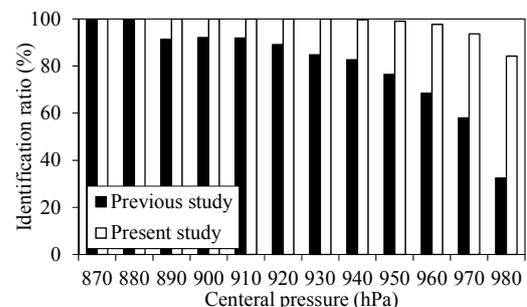


Fig. 3 Comparison of identification rates for the central pressure of tropical cyclone in previous database and present one.

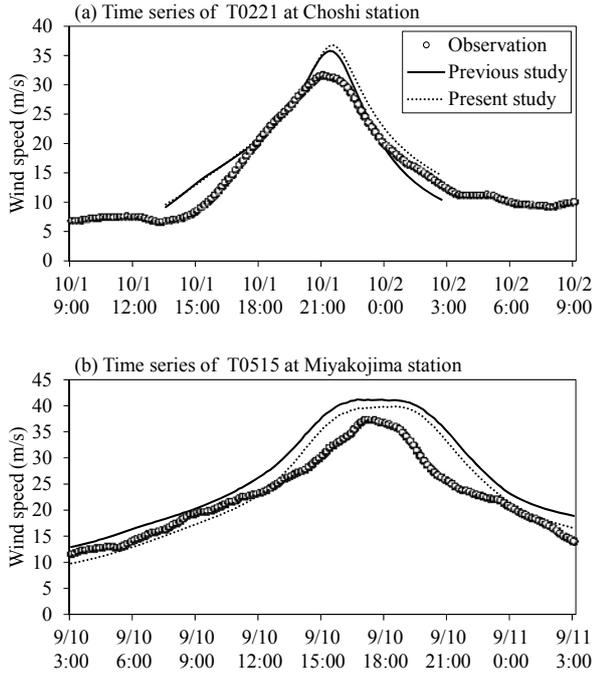


Fig. 4 Comparison of observed and predicted wind speeds by using the previous database and present one.

従来のデータベースによる予測値とほぼ同じであり、また、2つの予測値は観測値と概ね一致していることが分かる。

3. 熱帯低気圧に伴う風速場の予測手法の提案

本研究ではメソスケールモデルによる風速場と台風モデルによる風速場を合成することにより、熱帯低気圧に伴う風速場の予測モデルを提案する。

風速場の合成には、大澤¹³⁾の手法を用いた。合成した風速場 u_C は、式(5)により求める。

$$u_C = Wu_T + (1-W)u_M \quad (5)$$

ここで、 u_T と u_M はそれぞれ台風モデルとメソスケールモデルにより求めた風速場を表す。 W は重み関数であり、次式により表される。大澤¹³⁾の研究では経験的に $n=2$ としているが、本研究では0.2から5までの値を比較検討し、 $n=0.5$ を採用した。詳細については後述する。以降、このモデルを合成モデルと呼ぶ。

$$W = \left(\frac{R_B^2 - r^2}{R_B^2 + r^2} \right)^n \quad (6)$$

本研究では観測された風速とメソスケールモデルにより予測された風速を一樣粗度の平坦地形形状の風速に変換して使用した。式(7)と式(8)は観測された風速またはメソスケールモデルにより予測された風速 u_r 、風向

θ_r と一樣粗度の平坦地形上における風速 u_f 、風向 θ_f との関係を表す。

$$\theta_f = \theta_r - D \quad (7)$$

$$u_f = u_r / S \quad (8)$$

ここで、 S 及び D はそれぞれ実地形上と一樣粗度の平坦地形上との風速比及び風向偏角を表し、局所風況予測モデル MASCOT¹⁴⁾により求めた。本研究では一樣粗度の平坦地形上の粗度長を0.01m、地上高さを60mとし、風速と風向の変換を行った。

メソスケールモデルによる風速と風向の予測には Weather Research and Forecasting Model Ver.3.4¹²⁾ (以降、WRF)を用いた。WRFの計算条件をTable 2に示す。Fig. 5には銚子地方気象台及び宮古島気象台を中心とした2000km x 2000kmの計算領域を示す。水平解像度は10km x 10kmに設定した。計算時間は各気象台における熱帯低気圧の最接近時刻から±1.5日とした。物理オプションは2012年にNCARのリアルタイムハリケーン予報で用いられたものとした。初期値と境界値にはNCEP final operational global analysis dataを使用し、大気境界層より上層にはWRFに標準装備されている4次元同化手法のグリッドナッジングを適用した。

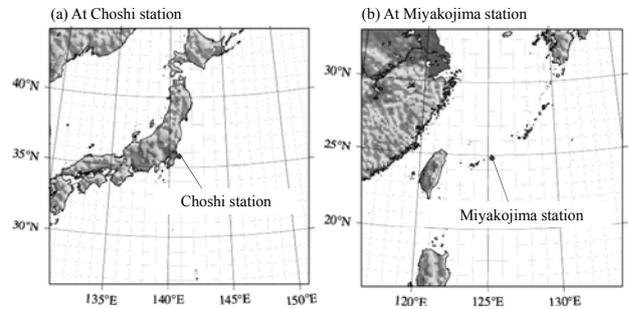


Fig. 5 Computational domains used in the simulations.

Table 2 Configuration of WRF.

Simulation time	3 days (±1.5 days from closest approach time)
Input data	NCEP-FNL (6-hourly, 1° x 1°)
Land use	USGS 30 second
Domain	10km (200 x 200)
Vertical layer	34 levels (surface to 50 hPa)
Physics options	RRTMG short wave radiation RRTM long wave radiation WSM 6-calss graupel microphysics Modified Tiedtke cumulus parameterization Unified Noah land-surface model YSU PBL parameterization Garratt surface enthalpy flux
FDPA option	Grid nudging exclude PBL

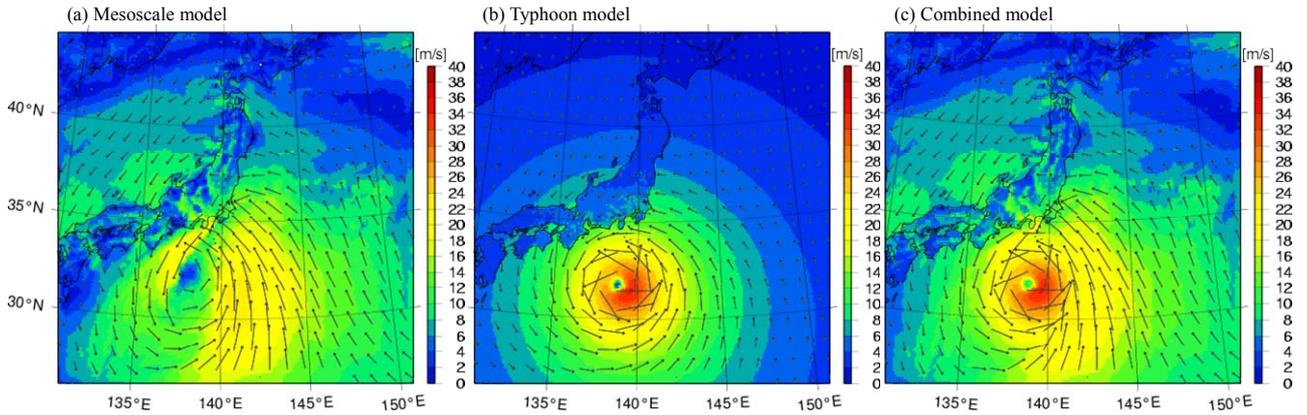


Fig. 6 Predicted wind fields from mesoscale, typhoon and combined models.

台風モデルによる風速と風向の推定には、石原ら³⁾により提案された半理論式を用いた。このモデルでは、一様粗度の平坦地形上における地上高さ z での風速 $u_T(z)$ 及び風向偏角 $\gamma_T(z)$ が、式(9)と式(10)から求まる

$$u_T(z) = u_g \left(\frac{z}{z_g} \right)^{\alpha_u} \quad (9)$$

$$\gamma_T(z) = \gamma_s \left(1.0 - 0.4 \frac{z}{z_g} \right)^{1.1} \quad (10)$$

ここで、 α_u は平均風速のべき指数、 z_g は傾度風高さ、 γ_s は地表面における風向偏角であり、熱帯低気圧の気境界層の特性量、傾度風 u_g 、地表面粗度 z_0 から半理論的に与えられる。詳細は石原ら³⁾を参照されたい。傾度風 u_g は式(4)により求め、熱帯低気圧のパラメータで

ある R_m 、 P_o は WRF から求めた海面気圧の予測値から 2 章で述べた手法により同定した。Fig. 6 に、メソスケールモデル、台風モデル及び本研究で提案する合成モデルの風速場の一例を示す。メソスケールモデルの予測風速は熱帯低気圧の中心付近で台風モデルより小さい値を示す。一方、台風モデルでは中心から離れるほど予測風速が小さくなる。本研究で提案する合成モデルでは中心付近で台風モデル、中心から離れるとメソスケールモデルの風速場が採用される。

各予測手法の精度検証を行うために、本研究では、2000 年から 2009 年の 10 年間を対象とし、銚子气象台及び宮古島气象台から半径 500km 以内を通過し、中心気圧が 985hPa 以下となった熱帯低気圧の風速場を予測し、气象台における風観測データとの比較を行った。

Fig. 7 には、銚子地方气象台と宮古島地方气象台に

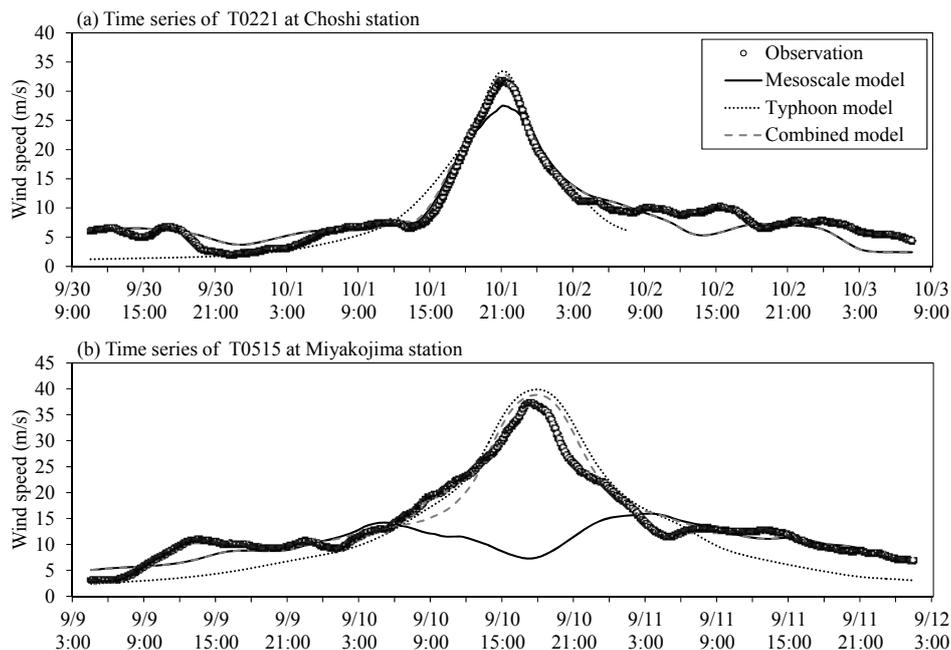


Fig. 7 Comparison of observed and predicted wind speeds by mesoscale, typhoon and combined models.

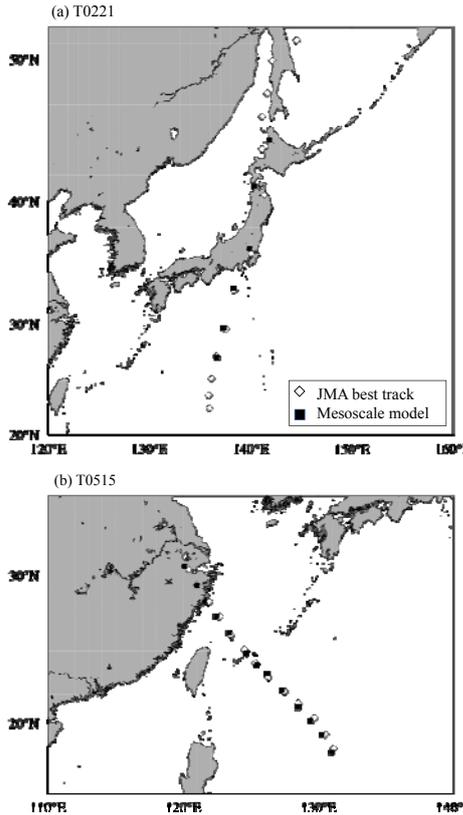


Fig. 8 Comparison of tropical cyclone tracks obtained from JMA best track and mesoscale model prediction.

における観測風速とメソスケールモデル、台風モデル及び合成モデルにより予測された風速の時系列の一例を、Fig. 8に、Fig. 7と対応する計算時間の気象庁ベストトラックとメソスケールモデルにより予測された熱帯低気圧の経路を示す。メソスケールモデルの予測風速は Larsén et al.¹⁵⁾ により、台風モデルの予測風速は Yasui et al.¹⁶⁾ により平均化時間が1時間から3時間程度の風速に相当することが示されているため、ここでは全ての風速に対して3時間移動平均を施し比較を行った。

銚子 (Fig. 7 (a)) では、メソスケールモデルは熱帯低気圧による風速を若干過小評価するが、風速のピークを捕えている。台風モデルは熱帯低気圧による風速の最大値をよく再現しているが、熱帯低気圧の通過後の風速を過小評価している。一方、本研究で提案した合成モデルは、熱帯低気圧による風速の時系列変化を精度よく予測していることが分かる。宮古島 (Fig. 7 (b)) ではメソスケールモデルは熱帯低気圧による風速のピークを大きく過小評価しているのに対して、気象庁ベストトラックの中心気圧と経路をそのまま用いた台風モデルは観測された風速の時系列変化をよく再現している。ただし、台風モデルでは熱帯低気圧の通過後の風速を過小評価している。一方、本研究で提案した合成モデルを用いる場合には熱帯低気圧による風速

のピーク及び通過後の風速がともに観測値とよく一致していることが分かる。

メソスケールモデル、台風モデル及び合成モデルによる予測精度を定量的に評価するために、年最大風速をもたらした熱帯低気圧を対象とした、銚子気象台及び宮古島気象台から熱帯低気圧の中心までの距離（以降、接近距離と呼ぶ）による予測風速と観測風速との相対バイアスの変化と気象台における観測風速の平均値を示す (Fig. 9 及び Fig. 10)。接近距離が250km未満の場合には、メソスケールモデルによる風速の予測値のバイアスは銚子、宮古島ともに負の値になっており、熱帯低気圧の風速を過小評価していることが分かる。一方、接近距離が250km以上では台風モデルによる風速の予測値のバイアスは負の値を示し、500km以上の場合にはさらに大きな負の値を示している。このことは熱帯低気圧の中心から離れると、台風モデルにより予測された風速が過小評価されていることに対応している。一方、本研究で提案した合成モデルでは、熱帯低気圧の接近距離によらず、メソスケールモデル及び台風モデルと同等かそれ以下のバイアスの絶対値を示し、風速場の予測精度が向上していることがわかる。

Fig. 11 には、式(6)で示す重み関数の n の値を0.2から5まで変化させた時の観測値と合成モデルによる予測値の接近距離別のバイアスを示す。 n の値が小さいほど台風モデルの風速場が広域で反映され、逆に n の

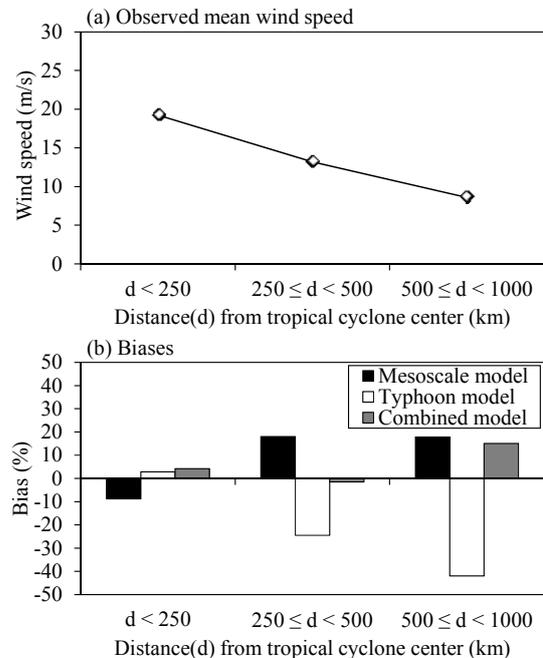


Fig. 9 Observed mean wind speed and variations of the biases between measured and predicted wind speeds with distances from tropical cyclone center at Choshi station.

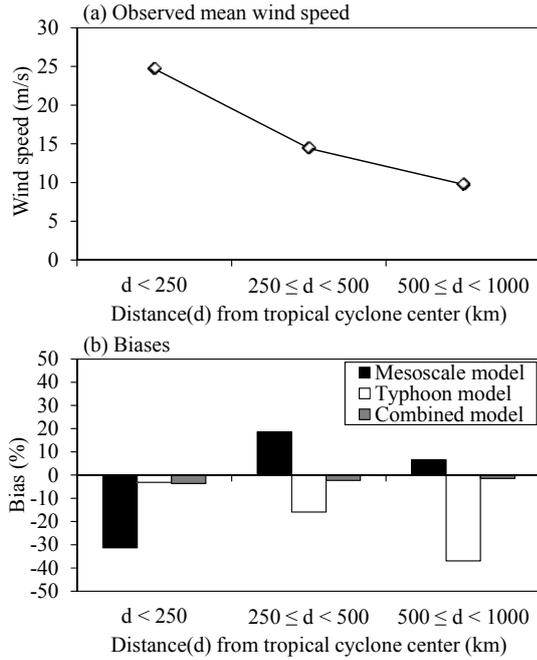


Fig. 10 Observed mean wind speed and variations of the biases between measured and predicted wind speeds with distances from tropical cyclone center at Miyakojima station.

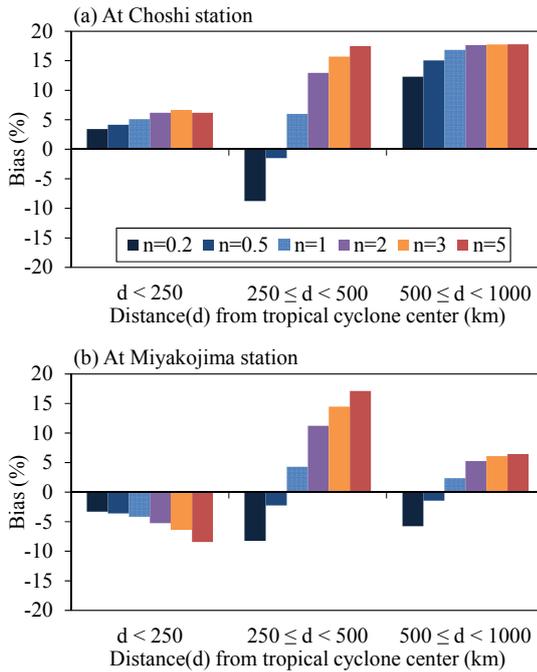


Fig. 11 Comparison of the biases between observed and predicted wind speed by combined model changing weight function.

値が大きければ中心付近においてもメソスケールモデルの風速場が重みを持つようになる。Fig. 11 から、 $n = 0.2$ とすると中心付近では最も小さいバイアスの絶対値を示すが、接近距離が 250km 以上になると台風モデルの影響が強くなるため過小評価する。 $n = 5$ とした場合には中心付近においてもメソスケールモデルの

風速場が反映され、宮古島において大きく過小評価している。Fig. 11 から、 $n = 0.5$ が熱帯低気圧の接近距離に依らず、銚子、宮古島ともに過小評価が改善されるため、本研究では $n = 0.5$ を最適べき指数と判断し採用した。なお、メソスケールモデルの予測値の過小評価は計算条件を変えることにより改善する可能性があるが、本研究の手法では気象庁ベストトラックの中心気圧と経路をそのまま用いることができるため、熱帯低気圧の中心付近での風速の予測精度は殆ど計算条件に依存せず、メソスケールモデルによる風速の過小評価を改善できる。

次に、熱帯低気圧による 10 分平均の年最大風速を求め、観測値と比較することにより、予測精度を検証した。Yasui et al.¹⁶⁾ の研究によれば、台風時の 3 時間平均風速 u_{3h} と 10 分平均風速の差は正規分布に従い、その標準偏差 σ は式(11)により与えられる。

$$\sigma = 0.1u_{3h} \quad (11)$$

本研究では式(11)の標準偏差をもつ正規分布を満たす乱数を発生させ、3 時間平均風速を 10 分平均風速に変換し、観測された 10 分平均風速と比較した。Fig. 12 に、各モデルから求めた熱帯低気圧による年最大風速の予測値と観測値の比較を示す。銚子において、メソ

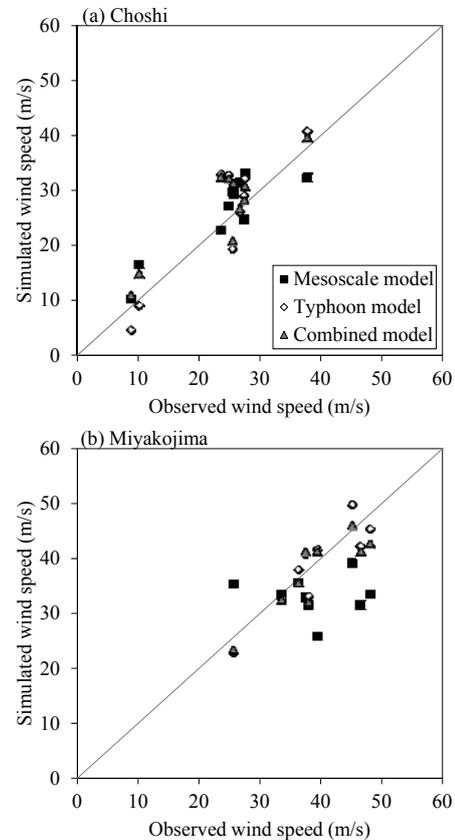


Fig. 12 Comparison of observed and simulated annual maximum wind speeds.

スケールモデルによる予測風速は観測値と概ね一致しているが、宮古島においてはメソスケールモデルは年最大風速の観測値を大きく過小評価していることが分かる。本研究で提案した合成モデルでは、メソスケールモデルの予測値に見られた過小評価が改善されており、年最大風速についても台風モデルの予測値と同等の予測精度が得られる。

以上より、本研究で提案した合成モデルにより、メソスケールモデル及び台風モデルを単独で用いる場合に比べ、熱帯低気圧の風速場の予測精度が向上することが分かる。

4. 結論

本研究ではメソスケールモデルと気象庁ベストトラックを用いた熱帯低気圧の風速場の予測手法を提案し、以下の結論を得た。

- 1) 気象庁ベストトラックと全球気象再解析データを用いて、熱帯低気圧のデータベースを構築した。従来の地上気圧観測データによるデータベースに比べ、熱帯低気圧のパラメータの同定率が大きく改善された。また、本研究で構築したデータベースにより予測した熱帯低気圧の風速は、従来のデータベースから予測した風速とほぼ同じであり、観測値とも概ね一致することが分かった。
- 2) メソスケールモデルによる予測風速と台風モデルによる予測風速を合成する手法を提案した。気象台における風観測データとの比較から、本提案モデルを用いることにより、メソスケールモデルによる熱帯低気圧の中心付近での風速の過小評価及び台風モデルによる熱帯低気圧の外側での風速の過小評価が改善されることが分かった。

なお、本研究の提案手法により求めた風速場を波浪シミュレーションに適用した場合に、有義波高の予測精度が向上され、詳細について別の論文で述べる。

謝辞

本研究は、独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）の委託業務「洋上風況観測システム技術の開発」で得られた研究成果である。ここに記して関係者の皆様に感謝の意を表す。

参考文献

- 1) Larsén X. G., J. Badger, A. N. Hahmann and S. Ott: Extreme wind atlas from selective dynamical mesoscale modeling method. *Proceedings of EWEC 2011*, 7pp., 2011.
- 2) Yamaguchi A., J. Tanemoto and T. Ishihara: The applicability

- of extreme wind estimation methods in tropical cyclone regions and their uncertainties. *EWEA 2013 (poster)*, 2013.
- 3) 石原孟, 松井正宏, 日比一喜: 中立時の大気境界層における強風の鉛直分布性質, その2, 台風時の強風. *日本風工学会論文集*, No.66, pp.3-14, 1996.
- 4) 光田寧, 藤井健, 塚本修: 台風域内における地表風のシミュレーション. *京都大学防災研究所年報*, No.25 B-1, pp.273-282, 1982.
- 5) Mitsuta Y., Fujii T. and Kawahira K.: Analysis of typhoon pressure patterns over Japanese island. *Natural Disaster Sci.*, Vol. 1, No. 1, pp.3-19, 1979.
- 6) 大熊武司, 丸川比佐夫, 安井八紀: レビュー: モンテカルロ法を利用した台風シミュレーションによる強風の評価. *災害の研究*, Vol. 32, pp.101-113, 2001.
- 7) 石原孟: 山岳地帯における社会基盤施設の耐風性能向上のための局地強風予測システムの構築. (財) 東電記念科学技術研究所研究助成成果報告書, 22pp., 2004.
- 8) 石原孟, 山口敦: モンテカルロシミュレーションとMCP法を用いた混合気候における極値風速の予測. *日本風工学会論文集*, Vol.37, No.3, pp.105-116, 2012.
- 9) Schloemer, R. W.: Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over, Lake Okeechobee, Florida. *Hydrometeorological Report*, No.31, 49pp, 1954.
- 10) 柏木啓一: 台風ボーガスデータについて. *気象庁数値予報課報告・別冊*, No.36, pp.16-22, 1990.
- 11) 大野木和敏, 上野充: 台風ボーガスデータの改良. *気象庁研究時報*, Vol.44, No.5, pp.247-269, 1992.
- 12) Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers: A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-468+STR, 96pp. 2008.
- 13) 大澤輝夫: 台風時における沿岸海上風の推定手法. *日本風工学会誌*, Vol.32, pp.178-185, 2005.
- 14) 石原孟, 山口敦, 藤野陽三: 複雑地形における局所風況の数値予測と大型風洞実験による検証. *土木学会論文集*, No.731/I-63, pp.195-211, 2003.
- 15) Larsén X. G., S. Ott, J. Badger, A. N. Hahmann, J. Mann: Recipes for Correcting the Impact of Effective Mesoscale Resolution on the Estimation of Extreme Winds. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, Vol.51, pp.521-533, 2012.
- 16) Yasui, H., Ohkuma, T., Marukawa, H. and Katagiri, J.: Study on evaluation time in typhoon simulation based on Monte Carlo method. *J. Wind Eng. Indust. Aerodyn.*, Vol.90, pp.1529-1540, 2002.